

Geochemistry and Petrogenesis of Carboniferous volcanic rocks, NW Marand: Evidence for intercontinental rift Magmatism)

Zahra Badrzadeh *, Mehraj Aghazadeh and Sahar Fathi
Department of Geology, Payame Noor Universtiy, Iran

Abstract

The studied volcanic-sedimentary sequence located at the East-Azarbaijan province, north Marand and in the Central Iranian structural zone. The studied sequence composed of alternative sandstone, shale, conglomerate, limestone, felsic volcanoclastics, alkalibasalt and rhyolite which outcropped below the Permian sedimentary sequence and on the Devonian sedimentary rocks. Magmatism in the area has a bimodal magmatic characteristic and the basaltic rocks have alkaline affinity. They are characterized by enrichment of LILE over HFSE and show significant OIB-type trace element signatures. On the basis of trace element data, the basic rocks generated by low degree partial melting of garnet-spinel lherzolite mantle source with ocean island basalt characteristics, which fractionated en route to the surface. On the basis of geological and major and trace elements data, the felsic rocks are comparable to A-type granitoids and their trace element ratios are very close to determinate bulk continental crust composition which indicate their crustal origin. The felsic rocks were originated by the dehydration melting of a tonalite or granodiorite source with a plagioclase rich residual assemblage. The Carboniferous bimodal volcanism were induced by continental rifting and asthenospheric upwelling during early phases of Neotethys opening.

Key words: volcanic rocks, petrogenesis, rift, Paleozoic, Marand

* zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.122485.1173>

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی کربونیفر شمال‌باختری مرنده: شاهدی بر ماگماتیسم کافت درون‌قاره‌ای

زهرا بدرزاده*، مهراج آقازاده و سحر فتحی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران

چکیده

توالی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی بررسی شده به سن کربنیفر در استان آذربایجان شرقی، شمال شهرستان مرنده و در پهنه ساختاری ایران مرکزی جای دارد. این مجموعه دربردارنده تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل، کنگلومرا، سنگ‌آهک، سنگ‌های آذرآواری فلسیک، آلکالی‌بازالت و ریولیت است که زیر توالی رسوبی پرمین و روی سنگ‌های رسوبی دونین رخنمون یافته‌اند. ماگماتیسم این منطقه از نوع دوگانه است. سنگ‌های بازیک سرشت آلکان دارند و از عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ غنی‌شدگی و از عنصرهای با قدرت یونی بالا تهی‌شدگی دارند و از این‌رو، ویژگی‌هایی همانند بازالت‌های نوع OIB نشان می‌دهند. برپایه ویژگی‌های عنصرهای کمیاب، سنگ‌های بازیک از ذوب‌بخشی درجه پایین خاستگاه گوشته‌ای گارنت-اسپینل لرزولیتی پدید آمده‌اند که هنگام صعود به سطح دچار جدایش بلورین شده‌اند. برپایه بررسی‌های زمین‌شناسی و داده‌های عنصرهای اصلی و کمیاب، سنگ‌های ریولیتی منطقه را با گرانیتوئیدهای نوع A می‌توان مقایسه کرد. نسبت‌های عنصرهای کمیاب این سنگ‌ها بسیار نزدیک به ترکیب برآوردشده برای پوسته قاره‌ای کل و نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌هاست. سنگ‌های ریولیتی پیامد ذوب آگیری تونالیت یا گرانودیوریت و در پی نفوذ ماگمای بازیک و تأمین گرمای لازم هستند. ولکانیسم دوگانه منطقه در زمان کربونیفر در پاسخ به فرایند کافت‌زایی و بالآمدگی سست‌کره در فازهای نخستین بازشدگی نئوتتیس روی داده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌زایی، کافت، پالئوزئیک، مرنده

مقدمه

سنگ‌های رسوبی با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک و فلسیک با روند تقریبی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری به سن کربنیفر

در شمال‌باختری شهرستان مرنده (شکل ۱- A) و در پهنه ایران مرکزی (Stöcklin, 1968)، توالی از

* zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.122485.1173>

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

و قره‌ضیاء‌الدین (Oskuie and Hajjalilu, 1995) را دربر می‌گیرد. مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی بررسی شده از نزدیکی روستای زال تا روستای سعدی رخنمون دارند (شکل ۱).

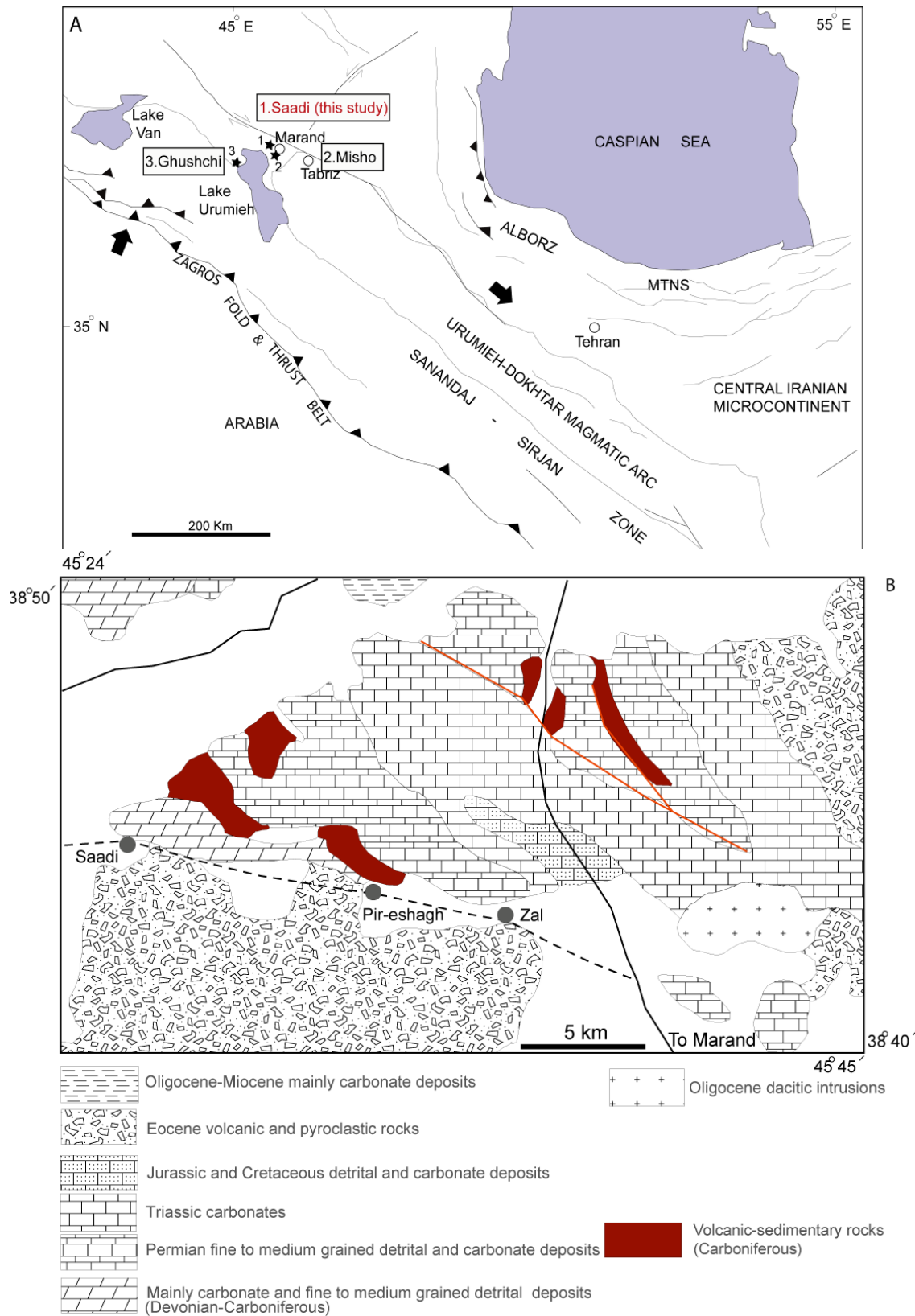
توالی کامل این سنگ‌ها در شمال‌خاوری روستای سعدی به‌خوبی دیده می‌شود. این منطقه بخشی از ایران مرکزی با پی‌سنگ متبلور پرکامبرین، رسوبات پلاتفرمی پالئوزوییک به‌همراه سنگ‌های آذرین و رسوبی کامبرین تا تریاس است. کهن‌ترین واحدهای رخنمون‌یافته در منطقه بررسی شده نهشته‌های پالئوزوییک به سن دونین بالایی هستند (Abdolahi and Hosseini, 1996). این نهشته‌ها در بردارنده توالی از ماسه‌سنگ کوارتزی، سنگ‌آهک، دولومیت و میان‌لایه‌هایی از شیل‌های میکادار و لایه‌های ژپس هستند (شکل ۲) و در بخش‌های پایین بیشتر شامل رخساره آهکی هستند که فسیل‌های فراوان براکیوپود دارند (Oskuie and Hajjalilu, 1995). سازند جیروود به سن دونین بالایی-کربنیفر زیرین به‌طور همشیب روی نهشته‌های دونین بالایی جای گرفته است. این سازند در بردارنده سنگ‌آهک‌های دانه‌ریز، شیل‌های سیاه، آهک‌مارنی، ماسه‌سنگ کوارتزی و سیل‌های دیابازی به رنگ سبز تیره است. روی نهشته‌های دونین بالایی، توالی نسبتاً ستبری از مجموعه سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی جای گرفته است که زیر نهشته‌های ماسه‌سنگی قرمز پرمین آغازین (سازند دورود) جای دارند (شکل ۲-A). برپایه بررسی‌های چینه‌شناسی، سن مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی منطقه، کربنیفر دانسته شده است (Abdolahi and Hosseini, 1996). مرز بالایی نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی بررسی شده با واحد ماسه‌سنگی سازند دورود با کنگلومرای فرسایشی به‌صورت ناپیوستگی همشیب است.

(Abdolahi and Hosseini, 1996) برونزد دارند. این توالی آتشفشانی-رسوبی در بردارنده تناوب ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک، شیل، کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی و بازیک است که زیر توالی‌های رسوبی پرمین (سازند درود) و روی سنگ‌های رسوبی سازند جیروود به سن دونین بالایی-کربنیفر زیرین ته‌نشست یافته‌اند (Abdolahi and Hosseini, 1996). این سکانس از نزدیکی روستای زال تا روستای سعدی با درازای نزدیک به ۱۰ کیلومتر و به ستبرای نزدیک به ۱۵۰ متر رخنمون دارد (شکل ۱-B).

در محدوده بررسی شده، مطالعات انجام شده شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا (Abdolahi and Hosseini, 1996)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قره‌ضیاء‌الدین (Oskuie and Hajjalilu, 1995) و نیز بررسی‌های چینه‌شناسی سیستم پرمین در شمال روستای پیراسحاق (Sadeghi et al., 2015) است. سنگ‌های آتشفشانی کربنیفر در شمال‌باختری مرند تا کنون از دیدگاه زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی دقیق بررسی نشده‌اند. بررسی محیط زمین‌ساختی پیدایش این سنگ‌ها در تعیین الگوی تکامل ژئودینامیکی پهنه آذربایجان اهمیت دارد. از این‌رو، در این نوشتار تلاش شده است سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه برای تعیین ویژگی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی قدیمی پیدایش آنها بررسی شوند.

زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در ۴۵ کیلومتری شهرستان مرند در استان آذربایجان شرقی رخنمون دارند (شکل ۱) که بخش‌هایی از ورقه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا (Abdolahi and Hosseini, 1996)



شکل ۱- (A) نقشه ساختاری ساده‌شده شمال‌باختری ایران و جایگاه منطقه بررسی‌شده و توده‌های آذرین درونی میشو (Saccani *et al.*, 2013) و قوشچی (B) نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی‌شده با تلفیق نقشه‌های زمین‌شناسی جلفا (Abdollahi and Hosseini, 1996) و قره‌ضیال‌الدین (Oskuie and Hajjalilu, 1995) در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و با کمی تغییرات

کوارتزآرنایت، کنگلومرا و شیل قرمز است. همچنین، میان لایه‌هایی از آهک با ستبرای متغیر و عمدتاً کمتر از ۱ متر دارد. افزون‌براین، میان لایه‌هایی از آهک لوماشل نیز دیده می‌شود که فسیل‌های فراوان براکیوپود دارند. ستبرای لایه‌های کنگلومرای پلی‌ژنتیک در این توالی گاه تا ۳۰ متر نیز می‌رسد. این لایه‌ها قطعات زاویه‌دار و بیشتر گرد شده بازلت و ریولیت دارند که اندازه آنها از اندازه ماسه تا بولدر (بیشتر از ۲۰ سانتیمتر) در نوسان است. این قطعات با ماتریکس قرمز رنگی از مواد آواری دانه‌ریز تا دانه متوسط به هم پیوسته شده‌اند. در این توالی، پیریت نیز دیده می‌شود که از رسوب‌های شیلی به همراه بخش‌های بازالتی یا ریولیتی ساخته شده است و نشان‌دهنده اختلاط ماگما با رسوب‌های نرم آبدار است.

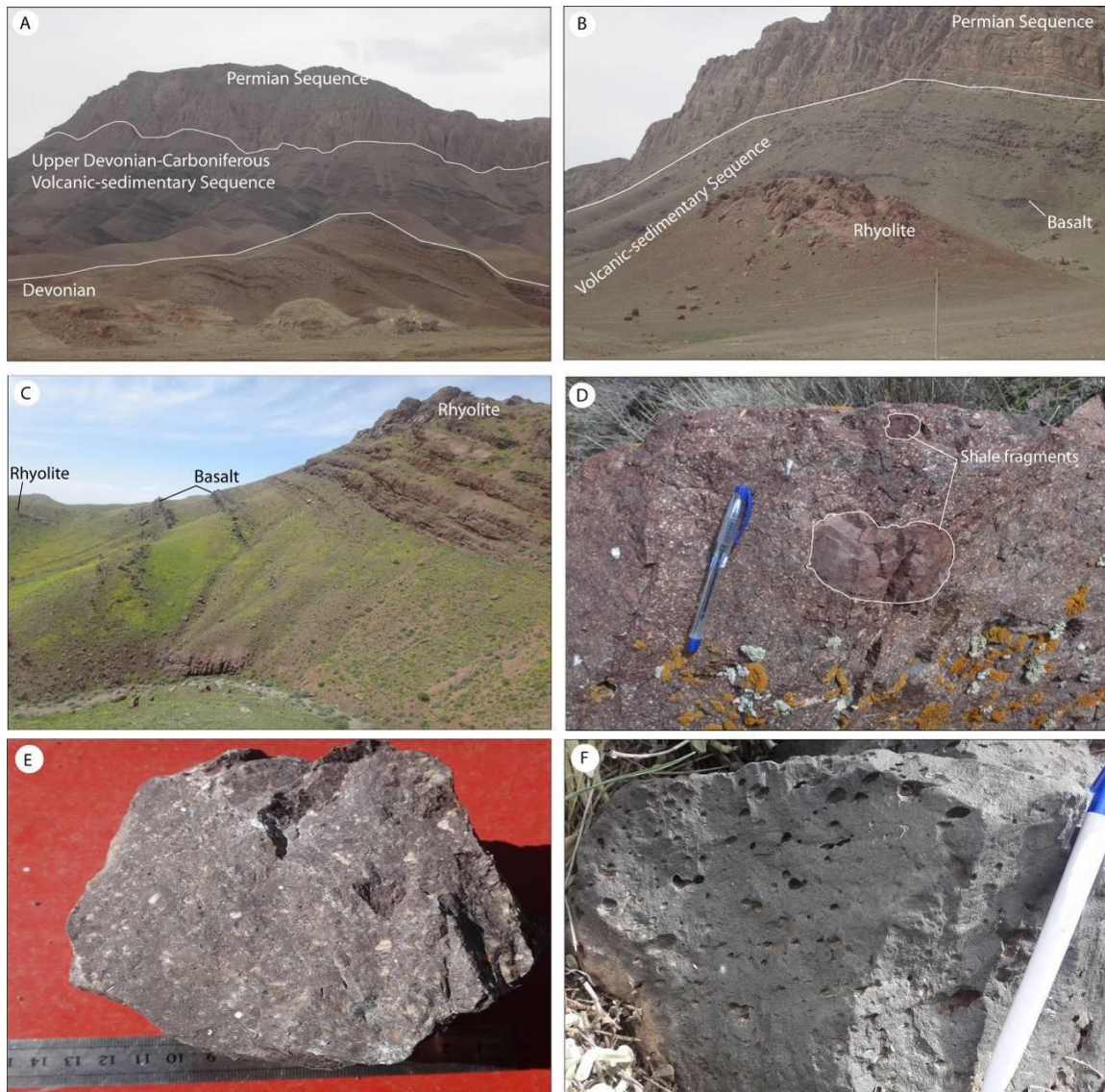
سنگ‌های فلسیک در رخنمون صحرائی به صورت مزوکرات تا لوکوکرات، با رنگ خاکستری روشن و مایل به قرمز و به صورت روانه ریولیتی، لیتیک کریستال توف و ایگنمبریت دیده می‌شوند. این سنگ‌ها به صورت متناوب همراه با بازالت و سنگ‌های رسوبی در منطقه رخ داده‌اند. روانه‌های ریولیتی در بیشتر موارد قطعات ریز تا درشتی از سنگ‌های بیگانه به‌ویژه شیل دارند (شکل ۲- D). این سنگ‌ها بیشتر درشت‌بلورهایی از فلدسپار و کوارتز چشمی در زمینه دانه‌ریز دارند (شکل ۲- E).

حجم روانه‌های بازالتی در مقایسه با سنگ‌های ریولیتی بیشتر است. در سکانس بررسی شده نزدیک به ۳۰ لایه بازالتی با ستبرای کمتر از ۰/۵ متر تا بیشتر از ۱۰ متر دیده می‌شوند. این لایه‌ها معمولاً برجسته‌تر از لایه‌های همراه هستند. لایه‌های بازالتی ملانوکرات تا مزوکرات هستند و رنگ خاکستری تیره دارند. این سنگ‌ها بسیار ریزدانه هستند و گاه آمیگدال‌هایی با اندازه ۰/۵ میلی‌متر تا ۲ سانتیمتر دارند (شکل ۲- F). این حفره‌ها بیشتر با کلریت و کلسیت پر شده‌اند.

سنگ‌های پرمین در منطقه گسترش چشمگیری نشان می‌دهند. این نهشته‌ها با ماسه‌سنگ قرمز رنگ آغاز می‌شوند و میان لایه‌هایی از کنگلومرای قرمز و شیل دارند که با سازند دورود قابل مقایسه هستند. قطعات کنگلومرا کاملاً گرد شده و از جنس سنگ آهک و ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و بازالتی هستند. سنگ‌آهک‌های پرمین (سازند روت) با ناپیوستگی همشیب روی نهشته‌های ماسه‌سنگی پرمین آغازین جای دارند. نهشته‌های پرمین بالایی (سازند سن) در بردارنده سنگ آهک به همراه مارن و آهک شیلی هستند. روی این نهشته‌ها، تناوبی از سیلتستون و مارن با میان لایه‌های شیل و آهک سازند الی‌باشی وجود دارد که گذر از پرمین به تریاس را نشان می‌دهند که گسترش از پرمین به تریاس را نشان می‌دهند (Stepanov *et al.*, 1969). واحد یاد شده کم‌کم با آهک‌های زرد رنگ سازند الیکا به سن تریاس پیشین جایگزین می‌شود. مرز پرمین - تریاس پیوسته و همشیب است (Sadeghi *et al.*, 2015).

بیشتر مجموعه سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی کربنیفر رخساره قاره‌ای تا دریایی کم‌ژرفا نشان می‌دهند و در بردارنده شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، با کمی آهک به همراه میان لایه‌های سنگ‌های آذرین آتشفشانی فلسیک و بازیک هستند (شکل‌های B-۲ و C-۲). وجود آمیگدال‌های فراوان در آلکالی‌بازلت‌ها، نبود ساختارهای بالشی در آنها، وجود ته‌نشست‌های ایگنمبریتی، پیدایش پیریت، حضور لایه‌های کنگلومرا به همراه حضور میان لایه‌های آهکی نشان می‌دهند محیط به‌طور متناوب از خشکی به کم‌ژرفای دریایی تغییر یافته است (Fisk and Matsuda, 1964; Jackson, 1992).

سکانس یاد شده در بردارنده تناوبی از کریستال لیتیک توف ریولیتی، ایگنمبریت، ریولیت، بازالت، ماسه‌سنگ توفی، ماسه‌سنگ آرکوزی،



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از سنگ‌های آتشفشانی کربونیفر شمال‌باختری مرنده. (A) نمایی از جایگیری توالی آتشفشانی- رسوبی کربونیفر روی واحدهای دونین بالایی و زیر توالی پرمین (دید رو به شمال)؛ (B) نمایی از تناوب روانه‌های آکالی‌بازالت، رپولیت، شیل، ماسه‌سنگ و آهک زیر توالی پرمین (دید رو به شمال‌باختری)؛ (C) نمایی نزدیک از تناوب سنگ‌های آتشفشانی آکالی‌بازالتی و رپولیتی به‌همراه سنگ‌های رسوبی (دید رو به باختر)؛ (D) نمای نزدیک از سنگ‌های رپولیتی منطقه و قطعه‌های شیل درون آن؛ (E) نمای نزدیک از سنگ‌های رپولیتی منطقه با درشت‌بلورهای فلدسپار در زمینهٔ دانه‌ریز؛ (F) نمای نزدیک از آکالی‌بازالت‌ها با رنگ تیره و با حفره‌ها

روش انجام پژوهش

نمونه‌برداری از لایه‌های گوناگون سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و سنگ‌های فلسیک منطقه و تا حد امکان از بخش‌های با کمترین دگرسانی انجام شد. سپس برای بررسی‌های میکروسکوپی، از میان نمونه‌های سالم برداشت‌شده، شمار ۴۲ مقطع

نازک تهیه شد. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، تجزیهٔ شیمیایی ۸ نمونه از نمونه‌های سنگ‌های بازالتی و ۴ نمونه از سنگ‌های رپولیتی در شرکت SGS تورنتو کانادا انجام شد. عنصرهای اصلی و برخی عنصرهای کمیاب (مانند: Zr, Y, Ba, Sr و Zn) با دستگاه ICP-AES و عنصرهای

عنصرهای کمیاب برابر با ۰/۰۵ تا ۱۰ پی پی ام بوده است. داده‌های عنصرهای اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقه در جدول ۱ آورده شده‌اند.

خاکی کمیاب و دیگر عنصرهای کمیاب با روش ICP-MS تجزیه شدند. آستانه آشکارسازی برای عنصرهای اصلی برابر با ۰/۰۱ درصد و آستانه آشکارسازی

جدول ۱- مقدار عنصرهای اصلی (بر پایه wt%) و کمیاب (بر پایه ppm) سنگ‌های آتشفشانی روستای سعدی (سنگ‌های آتشفشانی کربونفر شمال باختری مرند)

Lithology	Basalt						Rhyolite					
	Sample	S1	E- 02	E- 12	E- 01	E- 11	E- 13	P2- B4	S16	E- 07	E- 06	E- 08
SiO ₂	47.49	45.23	49.96	40.56	46.87	51.71	45.48	41.53	69.64	70.01	75.27	72.48
TiO ₂	2.02	1.53	1.85	3.75	2.76	2.06	3.48	2.65	0.14	0.29	0.33	0.40
Al ₂ O ₃	16.40	16.31	17.86	12.32	16.40	17.79	20.45	19.45	15.19	14.60	12.08	12.98
FeO	12.11	11.86	8.83	14.03	13.16	9.83	11.83	10.94	3.36	3.44	3.63	3.23
MnO	0.21	0.21	0.40	0.20	0.27	0.19	0.19	0.66	0.04	0.03	0.03	0.05
MgO	6.22	2.98	4.25	7.56	4.44	1.80	3.64	8.23	0.24	0.20	0.11	0.17
CaO	7.64	6.64	3.53	9.54	8.64	2.98	4.27	6.47	0.73	0.53	0.53	0.31
Na ₂ O	4.54	4.35	7.27	2.71	4.50	8.93	6.62	4.16	3.54	4.52	3.01	6.00
K ₂ O	0.32	1.14	1.13	0.48	0.75	0.61	0.59	0.37	4.74	5.09	4.80	3.89
P ₂ O ₅	0.37	0.89	1.89	1.49	0.70	2.03	0.88	0.82	0.16	0.19	0.12	0.13
LOI	2.89	8.87	2.98	7.16	1.24	1.82	2.70	4.64	2.58	1.27	0.98	0.53
Total	100.21	100.01	99.95	99.80	99.73	99.75	100.13	99.92	100.36	100.17	100.89	100.17
Cs				< 0.5	2.5	0.7	< 0.5	< 0.5		1	0.9	< 0.5
Tl				< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1		0.3	0.3	0.3
Ga				20	33	26	21	19		38	33	18
Rb				9	13	15	5	3		127	90	105
Ba				264	513	138	405	362		936	929	634
Th				2.3	4.8	5.3	1.9	2.2		17	17.4	14.9
U				0.7	4	1.7	0.5	0.6		3.9	4.6	3.5
Nb				30	45	65	26.01	31		38	38	30
Ta				2.2	2.3	4.5	1.8	1.8		3.7	3.4	2.9
La				27.5	42.2	59.2	23.7	21.9		60.9	44.9	78.5
Ce				61.3	88.6	131	52.7	49.1		123	98.9	160
Pb				1.76	20	7	1.67	1.65		19	31	12
Pr				7.99	10.8	15.9	7.02	6.22		14.4	11	18
Mo				< 2	6	2	< 2	< 2		4	2	< 2
Sr				346	320	381	600	560		154	162	51
Nd				36.2	45.3	67.9	31.4	27.3		55.7	43.4	69.7
Sm				8.5	10.2	14.8	6.7	6.2		11.5	9.5	13.7
Zr				157	246	157	128	124		583	456	390
Hf				4.2	6.4	1.5	3.4	3.3		15.6	12.1	10.5
Eu				3.37	3.29	4.37	2.61	2.65		1.66	1.27	2.08
Sn				1	3	2	< 1	1		5	4	1
Sb				0.7	6.4	< 0.5	< 0.5	< 0.5		15.6	6.9	1.6
Gd				8.4	9.7	14.1	6.4	5.9		9.9	8	12.8
Tb				1.3	1.5	2.2	0.9	0.8		1.6	1.5	1.9
Dy				7.2	8.5	12.7	5.1	4.8		10.1	9.8	10.8
Y				36	43	66	29	25		50	57	56

جدول ۱- ادامه

Lithology	Basalt						Rhyolite						
	Sample	S1	E- 02	E- 12	E- 01	E- 11	E- 13	P2- B4	S16	E- 07	E- 06	E- 08	B3
Ho				1.3	1.6	2.3		0.9	0.9		2	2.1	2
Er				3.4	4.4	6.3		2.6	2.5		6.1	7.1	5.8
Tm				0.46	0.62	0.87		0.36	0.34		1.01	1.19	0.9
Yb				2.7	4	5.5		2.3	2.1		7.2	8.6	5.9
Lu				0.42	0.61	0.81		0.32	0.3		1.13	1.3	0.9
V				254	364	30		251	206		29	30	17
Cr				30	180	20		30	30		100	100	60
Co				50	138	18		63	33		28	49	1
Ni				< 20	220	< 20		< 20	< 20		40	60	< 20
Cu				20	110	20		20	20		50	60	< 10
Zn				170	140	150		110	100		60	60	< 30
Ge				2	3	2		2	2		2	2	< 1
Th/Nb				0.08	0.11	0.08		0.07	0.07		0.45	0.46	0.50

سنگ‌نگاری

سنگ‌های ریولیتی (شکل‌های ۳- A تا ۳- B) با بافت پورفیری با زمینه فلسیتیک ریزبلور تا نهان‌بلور هستند. این ویژگی نشان می‌دهد ماگما دچار فوران و سردشدگی سریع شده است. بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار از کانی‌های فنوکریست این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۳- A و ۳- B). کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. سرشت کانی‌های مافیک سنگ‌های ریولیتی منطقه به‌علت اکسیدشدن روشن نیست.

سنگ‌های بازالتی بررسی شده (شکل‌های ۳- C تا ۳- F) بافت اینترسرتال، میکرولیتی جریانی، میکروپورفیریتیک و گاه آمیگدالوئیدال دارند. پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند که به‌صورت درشت‌بلور و در زمینه حضور دارند (شکل‌های ۳- C و ۳- D). کانی‌های آپاتیت و کدر از کانی‌های کمیاب هستند. بیشتر بلورهای الیوین ایدنگسیتی و کلریتی شده‌اند و به‌ندرت بخش‌های سالم در آنها

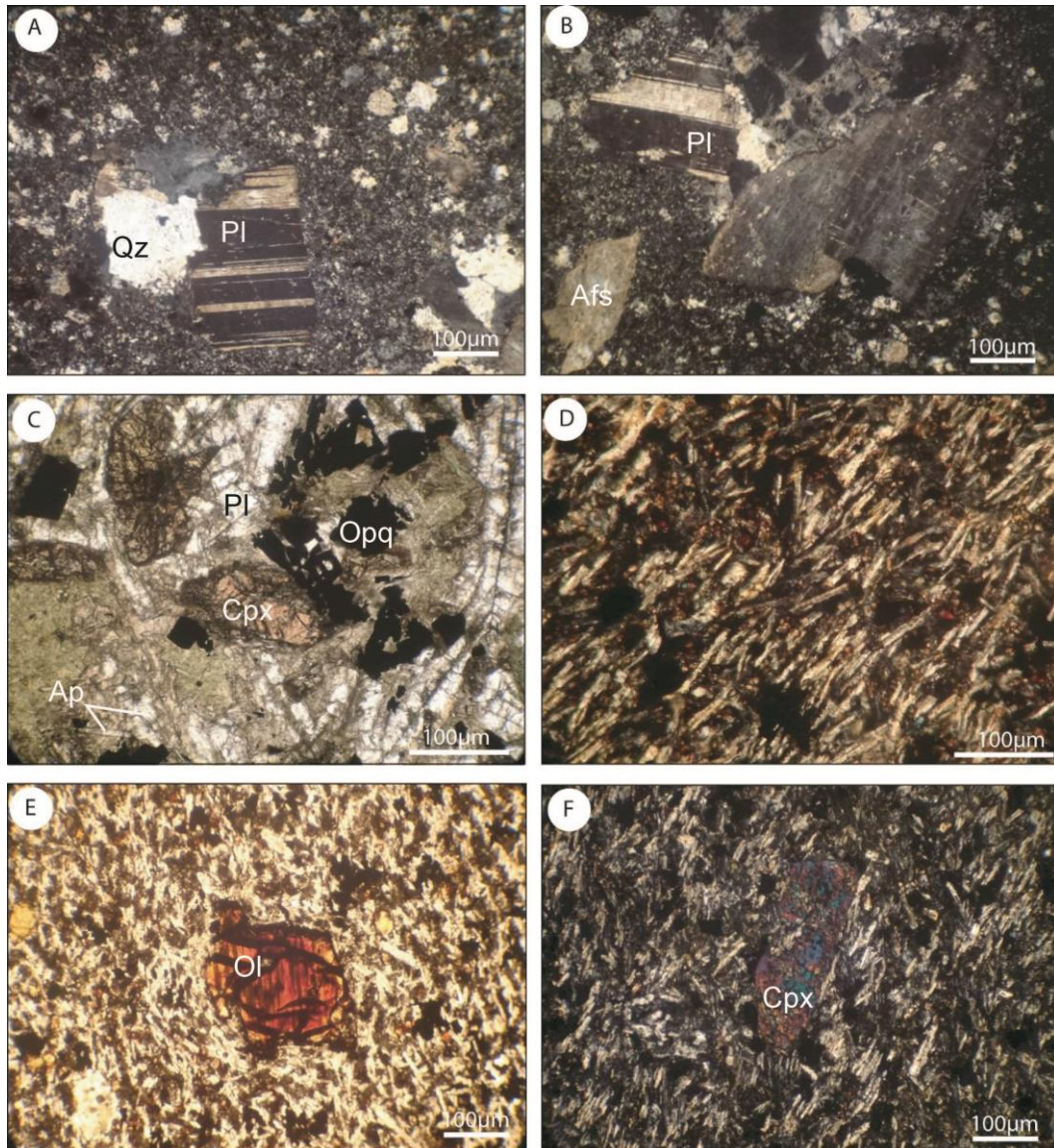
دید می‌شود (شکل ۳- E). بلورهای کلینوپیروکسن (شکل ۳- F) به‌طور بخشی تا کامل با کلریت و کلسیت جایگزین شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز کشیده، تیغه‌ای‌شکل هستند و ماکل پلی‌سینتتیک و کارلسباد دارند. این بلورها به‌طور بخشی تا کامل با آل‌بیت جایگزین شده‌اند. شیشه زمینیه سنگ با کلریت جایگزین شده است و آمیگدال‌ها با کانی‌های کلسیت و کلریت پر شده‌اند.

شیمی سنگ کل

از آنجایی که سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده قدیمی هستند و بیشترشان دچار دگرسانی شده‌اند، هنگام نمونه‌گیری بسیار دقت شد نمونه‌های با کمترین رگ و رگچه کربناتی و نیز نمونه‌های با میزان آمیگدال کمتر برگزیده شوند. با وجود این، در برخی نمونه‌ها، به‌علت وجود کانی‌های پراکنده دگرسانی مانند کلریت و کانی‌های کربناته، مقدار LOI بالاست. از این رو، از آنجایی که عنصرهای اصلی تحرک پذیری به درجات مختلف دارند و بیشتر آنها،

عنصرهای نامتحرک مانند REEها و عنصرهای با میدان مقاومت بالا (HFSE) تفسیر شده است.

مگر Al_2O_3 و $P_2O_5 \pm TiO_2$ متحرک هستند (Jenner, 1996)، در این بررسی سنگ‌زایی برپایه

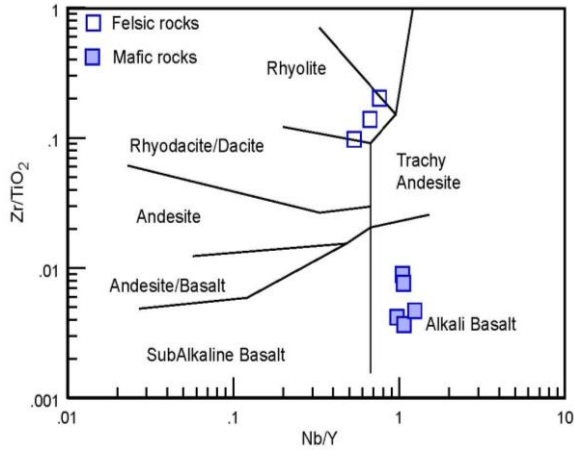


شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی کربونیفر شمال باختری مرنده. A، B) بافت پورفیری در سنگ‌های ریولیتی منطقه و حضور فنوکریست‌های کوارتز، پلاژیوکلاز (Pl) و آکالی‌فلدسپار (Afs) در زمینه فلسیتیک؛ C) بافت اینترگرانولار تا اینترستال با کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (Cpx)، کانی‌های کدر و کلریت در بازالت‌های منطقه؛ D) بافت میکرولیتی جریان‌ی در سنگ‌های بازالتی؛ E) فنوکریست الیوین (Ol) ایدنگسیتی‌شده در زمینه اینترگرانولار تا اینترستال در بازالت‌ها؛ F) فنوکریست کلینوپیروکسن در زمینه اینترگرانولار تا اینترستال در بازالت (تصویرهای A، B و F در PPL و تصویرهای C، D و E در XPL؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰)).

برابریا ۶۹/۶۴ تا ۷۵/۲۷ است. این سنگ‌ها با مقدار K_2O برابر با ۳/۹-۵/۱ درصدوزنی و Na_2O برابر با ۳-۶ درصدوزنی و مجموع عنصرهای آلکانل بالا (۷/۸۱ تا ۹/۸۹ درصدوزنی) شناخته می‌شوند (جدول ۱). تمرکز بالای

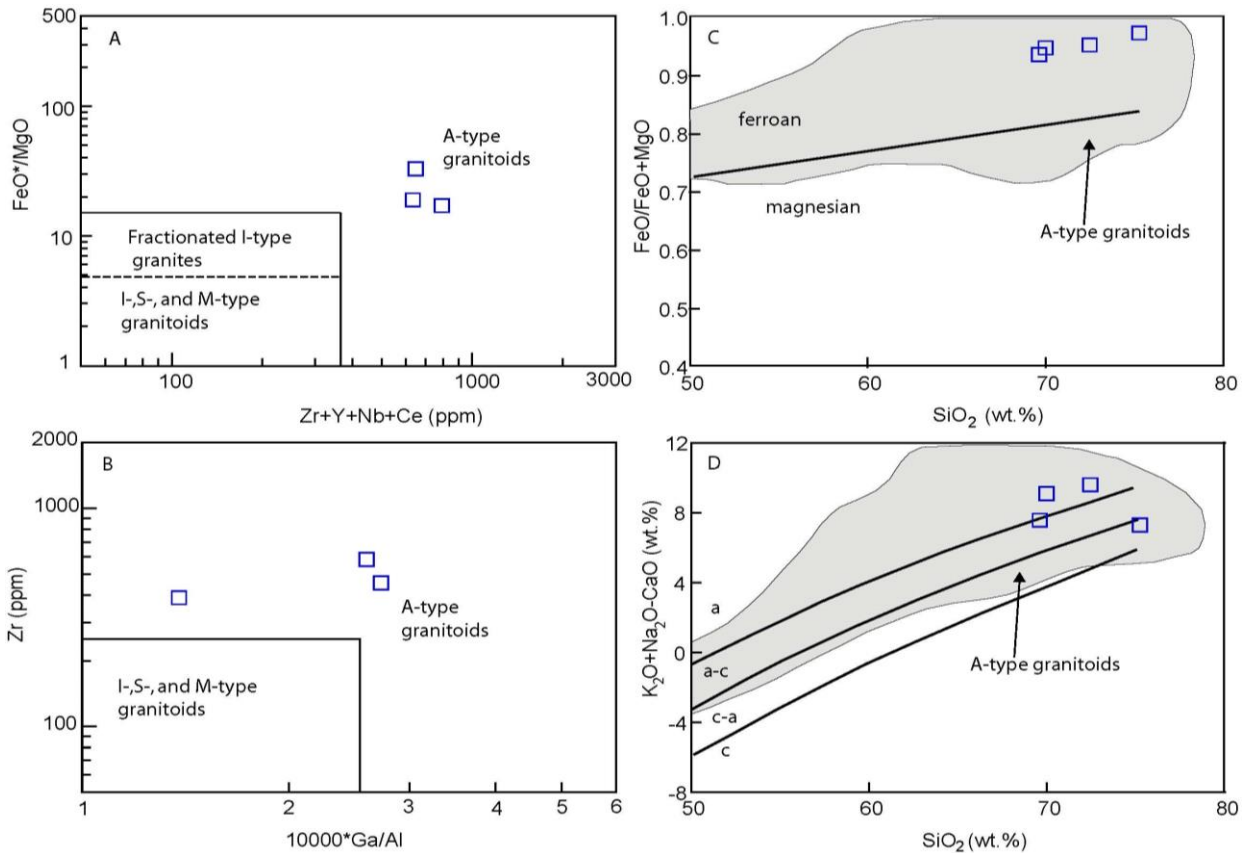
سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده ترکیب آکالی‌بازالت و ریولیت دارند (شکل ۴). همان‌گونه که در این نمودار دیده می‌شود، ویژگی مهم ولکانیسم منطقه بررسی شده سرشت بایمدال (دوگانه) آنست. درصدوزنی SiO_2 در ریولیت‌ها

است و آنومالی منفی (Eu/Eu* برابر ۰/۴۵ - ۰/۴۸) دارند.



شکل ۴- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی کربونیفر شمال‌باختری مرنده در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977)

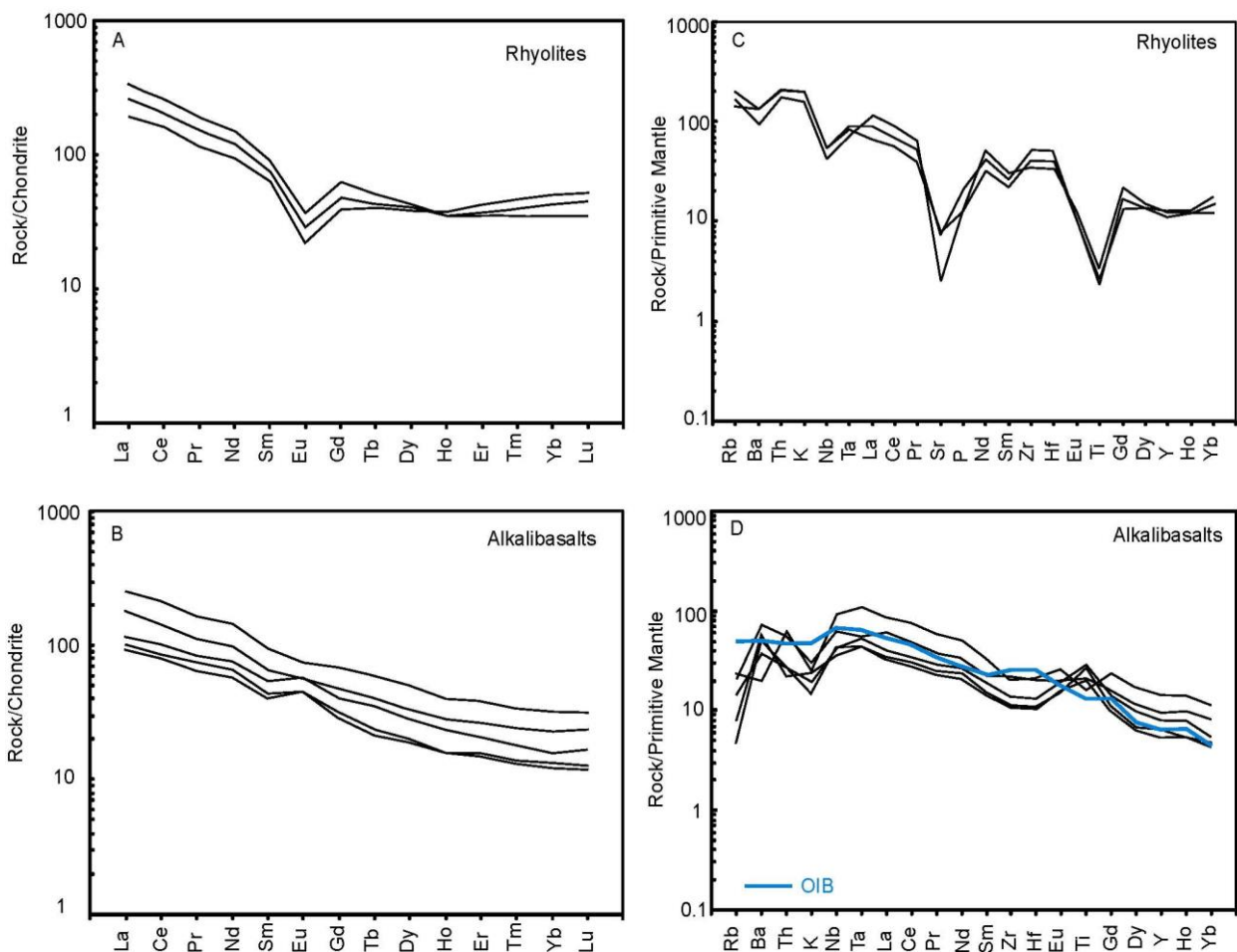
عنصرهایی مانند Ga, Zr, Nb و Y در این ریولیت‌ها ویژگی شاخص سنگ‌های فلسیک درون‌صفحه‌ای و نوع A است و در نمودارهای تشخیصی Ga/Al در برابر Zr (Whalen *et al.*, 1987) در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A جای گرفته‌اند (شکل‌های A-۵ و B-۵). در گرانیتوئیدهای نوع A، مقدار Fe/Mg, Na₂O+K₂O و Ga/Al بیشتر و Sr و CaO کمتر از گرانیتوئیدهای نوع I است (Eby, 1992). برپایه Patino Douce (۱۹۹۷)، ویژگی نوع A این ریولیت‌ها با مقدار نسبتاً بالای TiO₂/MgO این سنگ‌ها (جدول ۱) نیز سازگار است. سنگ‌های ریولیتی منطقه از FeO نسبت به MgO غنی‌شده‌گی نشان می‌دهند (شکل ۵-C). بررسی‌شده الگوی غنی‌شده از LREE نسبت به HREE دارند. همچنین، نسبت La/Yb آنها برابر ۵/۲۰ - ۱۳/۳۰



شکل ۵- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی کربونیفر شمال‌باختری مرنده در: (A) نمودار Zr+Y+Nb+Ce در برابر FeO*/MgO؛ (B) نمودار Ga/Al در برابر Zr برای شناسایی سنگ‌های فلسیک گوناگون (Whalen *et al.*, 1987)؛ (C) نمودار SiO₂ در برابر FeO*/MgO (Frost and Frost, 2011)؛ (D) نمودار تشخیصی SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O-CaO (Frost and Frost, 2011)

درصدوزنی است و نسبت $K_2O/Na_2O = 0.4$ تا 0.76 نشان‌دهندهٔ سدیک‌بودن آنهاست. بازالت‌ها از عنصرهای HFSE غنی هستند و مقدار $Zr = 124 - 246$ پی‌پی‌ام، $Nb = 26 - 65$ پی‌پی‌ام و $Y = 25 - 66$ پی‌پی‌ام دارند. در نمودار پیشنهادی Floyd و Winchester (۱۹۷۷) که برپایهٔ عنصرهای نامتحرک است (شکل ۴)، نسبت Nb/Y شاخص آکالیینیتی ($Nb/Y > 0.7 =$ آکالن و $Nb/Y < 0.7 =$ ساب‌آکالن) دانسته شده است. برپایهٔ این نمودار، بازالت‌های منطقهٔ بررسی‌شده نسبت بالای $Nb/Y (0.83 - 1.24)$ دارند و سرشت آکالن نشان می‌دهند.

در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با گوشتهٔ اولیه این سنگ‌ها آنومالی منفی Ti, P, Sr, Ta, Nb نشان می‌دهند (شکل ۶). این ویژگی‌ها اساساً سنگ‌های ریولیتی منطقه را قابل مقایسه با ماگماهای گرانیتوئیدی نوع A می‌کنند. بازالت‌های بررسی‌شده نفلین نرماتیو دارند و مقدار $SiO_2 (40.56 - 51.71)$ درصدوزنی کمی نشان می‌دهند. مقدار MgO برابر با $1.80 - 8.23$ درصدوزنی، CaO برابر با $2.98 - 9.54$ درصدوزنی و TiO_2 برابر با $1.53 - 3.75$ درصدوزنی است. Na_2O+K_2O در این سنگ‌ها برابر با 3.19 تا 9.54



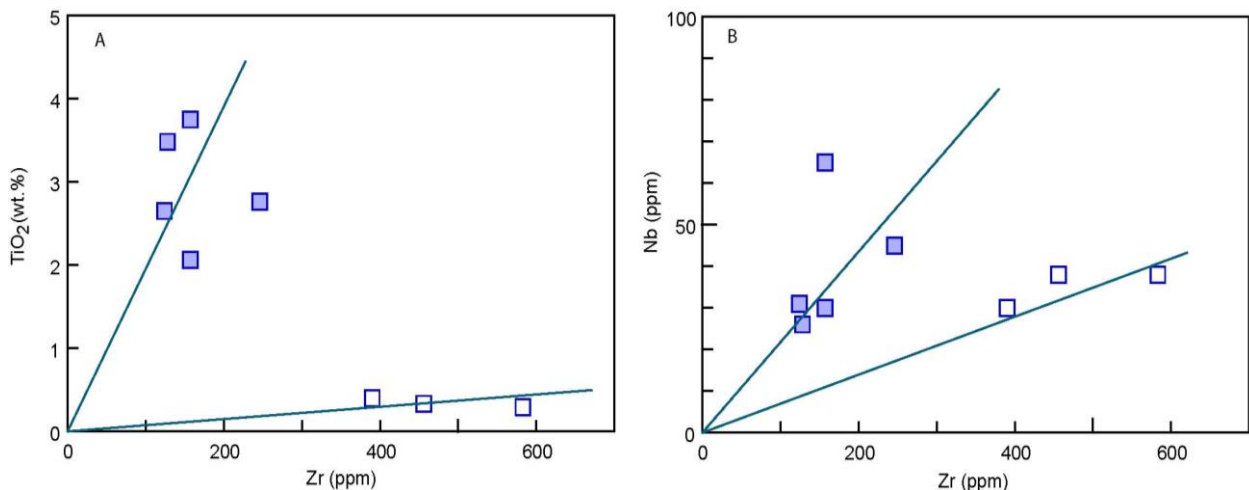
شکل ۶- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی کربونیفر شمال باختری موند در نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به: A، B) ترکیب کندریت؛ C، D) نمودار چندعنصری بهنجار شده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (ترکیب کندریت و گوشتهٔ اولیه برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است)

آمیختگی ماگمایی میان مذاب‌های پدیدآمده از پوسته و ماگماهای جداشده از گوشته هستند (Whalen *et al.*, 1987; Jiang *et al.*, 2005; Yang *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2010). بررسی‌های زمین‌شیمیایی و بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند گرانیت‌های نوع A در دماهای بالاتری نسبت به گرانیت‌های کالک‌آلکان پدید می‌آیند (King *et al.*, 2001). این نکته نشان‌دهنده نامحتمل بودن تبلوربخشی گسترده ماگماهای مافیک و حد واسط جداشده از گوشته در پیدایش گرانیت‌های نوع A است. در نمودارهای Zr در برابر Nb و TiO_2 (شکل ۷)، بازالت‌ها و ریولیت‌ها روندهای متفاوتی دارند؛ از این‌رو، مقدار عنصرهای کمیاب و نسبت این عنصرها در بازالت‌ها و ریولیت‌ها احتمال هم‌خاستگاه بودن آنها را منتفی می‌کند. دوگانه بودن ولکانیسم در منطقه و نبود سنگ‌های با ترکیب حد واسط نیز خاستگاه متفاوت ماگماهای بازیک و فلسیک منطقه را نشان می‌دهند.

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بازالت‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی آنها از LREE و تهی‌شدگی از HREE است. نسبت La/Yb این سنگ‌ها از ۱۰/۲ تا ۱۰/۸ در نوسان است. این سنگ‌ها آنومالی کمی منفی تا مثبت Eu ($Eu/Eu^*=0.92-1.34$) دارند. در نمودارهای چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه، بازالت‌ها مشابه با بیشتر بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی غنی‌شدگی از Nb و Ta دارند و با آنومالی منفی K و Rb نسبت به La، Ta و Ba شناخته می‌شوند (شکل ۶).

سنگ‌زایی سنگ‌های فلسیک

بر پایه شکل ۵، ریولیت‌های منطقه از نوع A (غیرکوهزایی) هستند. باور بر اینست که این سنگ‌ها از ماگماهای نسبتاً دما بالا پدید می‌آیند. سازوکارهای پیشنهادی برای پیدایش سنگ‌های فلسیک نوع A شامل تبلوربخشی ماگماهای بازالتی آلکان همراه با آلیش پوسته‌ای، ذوببخشی گوشته یا پوسته و



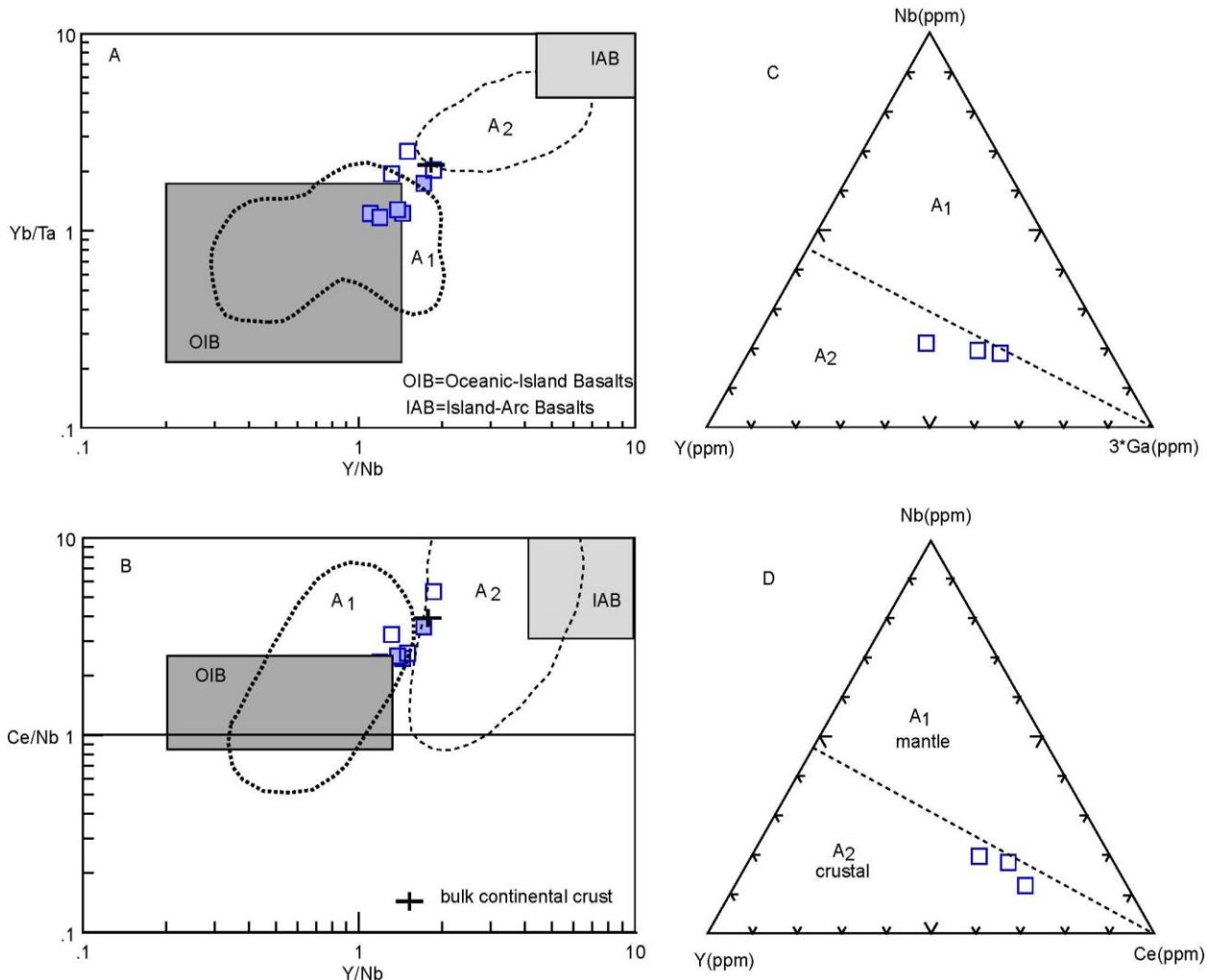
شکل ۷- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی کربونيفر شمال‌باختري مرنده در: (A) نمودار Zr در برابر TiO_2 ؛ (B) نمودار Nb در برابر Zr

پوسته‌ای متوسط برابر با ۳۰ تا ۴۰ و در سنگ‌های گوشته برابر با ۳۵ تا ۴۵ است (Wedepohl and Baumann, 1999). مقدار این نسبت در سنگ‌های ریولیتی منطقه (۳۷/۱۷ تا ۳۷/۶۹)، به‌همراه

مقدار بالای SiO_2 و مقدار پایین MgO در سنگ‌های ریولیتی بررسی‌شده جدایش آنها به‌طور مستقیم از ذوببخشی درجات پایین گوشته را منتفی می‌کنند. مقدار Zr/Hf در سنگ‌های

پوسته‌های آنها همخوانی دارد. در نمودارهای Y/Nb در برابر Yb/Ta و Yb/Ta در برابر Y/Nb و Yb/Ta در برابر Ce/Nb، ترکیب ریولیت‌ها به ترکیب برآورد شده برای پوسته قاره‌ای کل بسیار نزدیک است (شکل ۸) و این نکته نشان می‌دهد این سنگ‌ها خاستگاه پوسته‌ای دارند.

آنومالی مثبت Zr و Hf نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای آنهاست. مقدار کم Nb/Ta ریولیت‌های منطقه (۱۰/۲۷ تا ۱۱/۱۸) نیز در مقایسه با مقدار آن در ترکیب پوسته (۱۰-۱۲) و گوشته (۱۷/۵) (Taylor and McLennan, 1985) با خاستگاه



شکل ۸- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی (ریولیت‌ها) کربونیفر شمال‌باختری مرند در نمودارهای تشخیصی زمین‌شیمیایی (Eby, 1992): A₁: ماگماهای گرانیتوئیدی نوع A با خاستگاه گوشته‌ای؛ A₂: ماگماهای گرانیتوئیدی نوع A با خاستگاه پوسته‌ای)

است (Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987)

۲- ذوب دوباره خاستگاه تونالیتی یا گرانودیوریتی در دمای بالا (Creaser *et al.*, 1991; Patiño Douce, 1997).

با در نظر گرفتن خاستگاه پوسته‌ای و همچنین، سرشت نوع A برای سنگ‌های بررسی شده، دو الگوی زایشی برای این سنگ‌ها پیشنهاد می‌شود: ۱- ذوب بخشی درجه پایین گرانولیت خشک که در پیه خروج مذاب گرانیتی پیشین تهی شده

در نمودار MgO در برابر Mg#، بازالت‌های منطقه کنترل فرایند تبلوربخشی توسط الیوین+کلینوپیروکسن را نشان می‌دهند (شکل ۹). افزایش نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ این بازالت‌ها با افزایش مقدار MgO نیز با تبلوربخشی کلینوپیروکسن سازگار است (شکل ۹).

آنومالی منفی ضعیف و بیشتر مثبت Eu نشان می‌دهد جدایش پلاژیوکلاز در پیدایش آنها نقش چندانی نداشته است و شاید تبلوربخشی در ژرفای بیشتری روی داده است. آنومالی مثبت Eu پیامد تجمع پلاژیوکلاز هنگام جدایش مذاب بازالتی دانسته می‌شود (Hanson, 1980).

هنگام بالا آمدن ماگمای بازالتی، تبلوربخشی شاید با آلودگی پوسته‌ای (فرایند AFC) همراه شود. از آنجایی که پوسته قاره‌ای از Nb-Ta تهی و از Th, Zr و LREEها سرشار است، انتظار می‌رود ماگمای بازالتی از پوسته‌ای با مقادیر بالایی از نسبت‌های Zr/Nb , La/Nb , Th/La و La/Sm متاثر باشد (Hawkesworth *et al.*, 1995). نبود هماهنگی منفی میان Nb/La و Th/Ta در آلکالی‌بازالت‌های منطقه نشان‌دهنده نقش ناچیز فرایند آلودگی پوسته‌ای در پیدایش آنهاست (شکل ۹ - C).

نسبت Ce/Pb در سنگ‌های پوسته قاره‌ای زیرین کمتر از ۲۰ و در بازالت‌های اقیانوسی (مورب و بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی) بیشتر (5 ± 25) است و این ویژگی نشان‌دهنده ترکیب گوشته زمین است (Hofmann *et al.*, 1986). در بازالت‌های بررسی شده (مگر یکی از نمونه‌ها که نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U کمتری نشان می‌دهد) نسبت‌های Ce/Pb و Nb/U بالا (به ترتیب: $18/71 - 30/65$ و $28/5 - 42$) هستند

سنگ گرانولیتی دیرگداز که سنگ‌های پوسته‌ای پیشتر از ذوب آن پدید آمده است، سنگی است که از آلکالی‌ها نسبت به Al و از TiO_2 نسبت به MgO تهی شده است (Patiño Douce and Beard, 1995, 1996). ذوب دوباره این سنگ بجامانده مذابی با نسبت‌های TiO_2/MgO و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ بالا تولید نمی‌کند. برپایه بررسی‌های Patiño Douce (۱۹۹۷)، ذوب آگیری تونالیت یا گرانودیوریت با بجامانده غنی از پلاژیوکلاز در دماهای بالا توان پدید آوردن مذاب‌های تیپ A را دارد که در آنها نسبت TiO_2/MgO و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ بالا و مقدار کم CaO است و سرشار از HFSE (مانند Zr و Y) و تهی از Eu و Sr هستند. این ویژگی‌ها با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ریولیت‌های منطقه بررسی شده همخوانی دارند. برپایه Eby (۱۹۹۲)، مقدار بالای Y/Nb در ریولیت‌های بررسی شده ($1/3 - 1/9$) نشان می‌دهد این سنگ‌ها تحت‌تأثیر پوسته قاره‌ای بالایی نیز بوده‌اند. از آنجایی که در شرایط دما بالا ویسکوزیته مذاب کم است، شرایط مذاب برای بالا آمدن در درجات ذوببخشی کم بهتر بوده است.

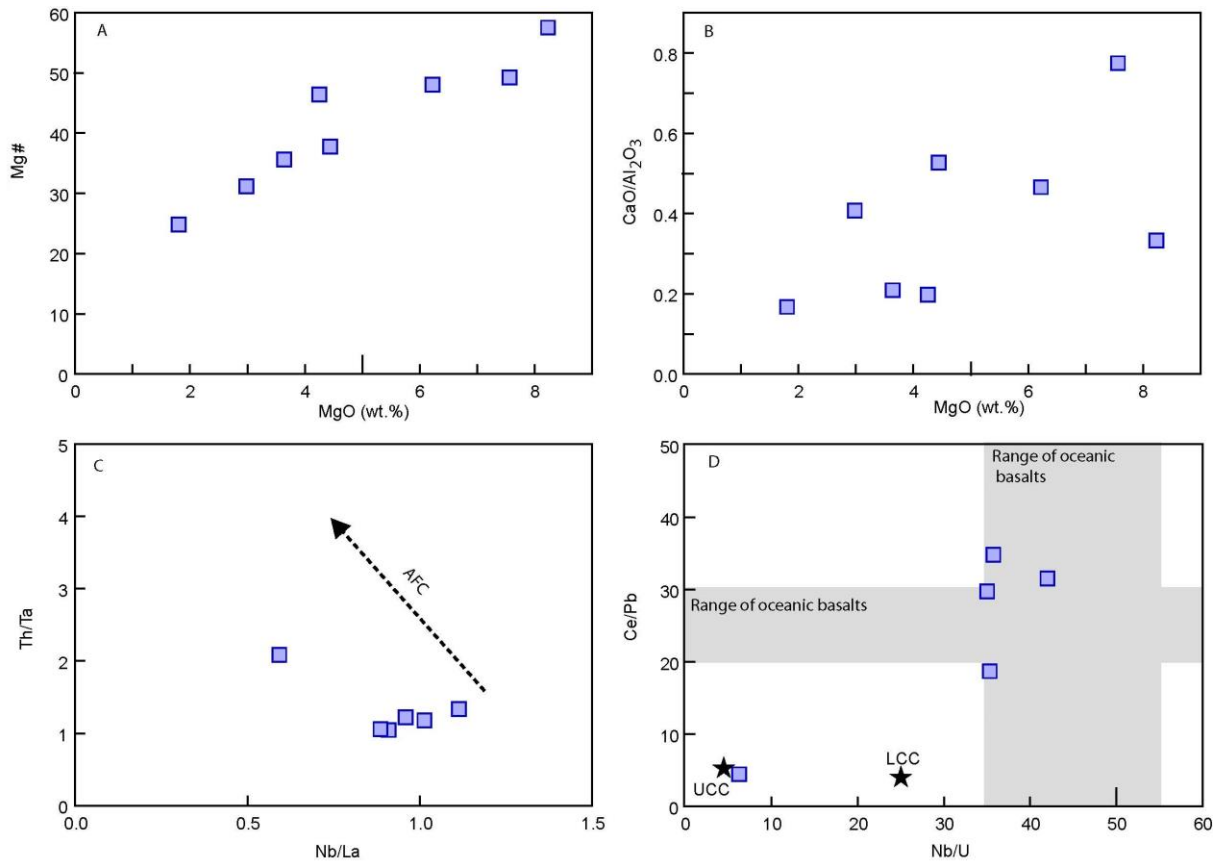
سنگ‌زایی بازالت‌ها

- تبلوربخشی و آلودگی پوسته‌ای

در ماگماهای اولیه مذاب‌های بازالتی مقدار $\text{Cr} > 1000 \text{ ppm}$ ، $\text{Ni} > 400 \text{ ppm}$ (Wilson, 1989) و $\text{Mg\#} > 73$ است (Sharma, 1997). بازالت‌های بررسی شده با مقدار کم Cr و MgO، سرشت جدایش‌یافته دارند که نقش تبلوربخشی الیوین و پیروکسن هنگام بالا آمدن مذاب به سطح را نشان می‌دهند (Cox, 1989).

Nb/U در یکی از نمونه‌های بازالتی شاید پیامد آلاینش و یا خطای تجزیه است. با وجود این، شاید پیامد هوازدگی نیز باشد.

(شکل ۹- D). نسبت کم Th/Nb (جدول ۱) در نمونه‌های بازالتی منطقه نیز گویای نقش ناچیز آلودگی پوسته‌ای است. نسبت‌های کم Ce/Pb و



شکل ۹- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌ها) کربونیفر شمال‌باختری مرند در: نمودارهای نسبت عنصرهای اصلی و کمیاب (داده‌های ترکیب بازالت‌های اقیانوسی از Hofmann و همکاران (۱۹۸۶) و داده‌های ترکیب پوسته‌قاره‌ای از Rudnick و Gao (۲۰۰۳) هستند؛ LCC= پوسته‌قاره‌ای زیرین؛ UCC= پوسته‌قاره‌ای بالایی)

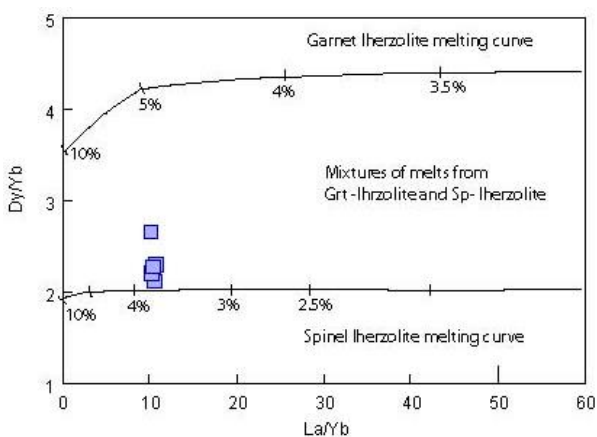
(1997; Condie, 2005). با توجه به گسترش نه‌چندان بسیار بازالت‌ها در منطقه، ذوب مستقیم خاستگاه پلوم گوشته‌ای در پیدایش این سنگ‌ها منتفی است.

تبلوربخشی مجموعه‌ای مانند الیوین و پیروکسن نمی‌تواند تغییرات چندانی در نسبت عنصرهای خاکی کمیاب پدید آورد. از این‌رو، نسبت‌های عنصرهای خاکی کمیاب می‌توانند در شناخت کانی‌شناسی خاستگاه و نیز مقدار و

- ذوب‌بخشی

ذوب‌بخشی درجه پایین خاستگاه گوشته‌پیریدوتیتی در فشار بالا، مذاب‌های آلکالن نفلین‌نرماتیو را پدید می‌آورد (Kushiro, 1996). الگوی عنصرهای کمیاب بازالت‌های منطقه، به‌نچاری شده به ترکیب گوشته‌اولیه (شکل ۶) و موقعیت آنها بالای خط ΔNb و در محدوده OIB (شکل ۱۰) نشان‌دهنده دخالت خاستگاه سست‌کره‌ای یا پلوم گوشته‌ای در پیدایش آنهاست (Fitton *et al.*,

دارد (بیشتر از ۲۰٪). افزون‌بر این، ذوب در محدوده گارنت‌لرزولیت نیز به تنهایی نمی‌تواند مقادیر Yb در بازالت‌ها را بالا ببرد؛ زیرا Yb در گارنت موجود در خاستگاه نگه داشته می‌شود. از این‌رو، نسبت عنصرهای خاکی کمیاب بازالت‌های بررسی شده با ذوب‌بخشی درجه پایین خاستگاه گوشته‌ای اسپینل و گارنت‌لرزولیتی همخوانی دارد (شکل ۱۱).

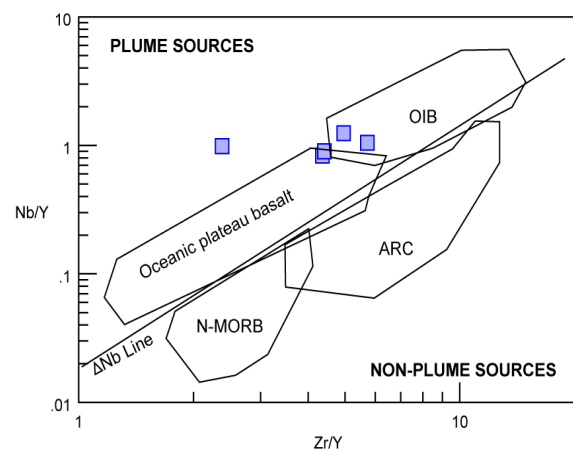


شکل ۱۱- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌ها) کربونفر شمال‌باختری موند در نمودار نسبت Dy/Yb در برابر La/Yb (Shaw *et al.*, 2003)

جایگاه زمین‌ساختی

نتایج این بررسی نشان می‌دهند سنگ‌های ریولیتی بررسی شده ویژگی ماگماهای نوع A را دارند و از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای پدید آمده‌اند. سنگ‌های فلسیک نوع A معمولاً در جایگاه‌های زمین‌ساختی کششی پدید می‌آیند (Eby 1992; Wang *et al.*, 2010). سنگ‌های فلسیک منطقه، همراه و همزمان با سنگ‌های بازالتی هستند که سرشت دوگانه ماگماتیسم در منطقه را نشان می‌دهند که ویژه محیط‌های زمین‌ساختی کششی است. این محیط کششی چه‌بسا در جایگاه پشت‌کمان (Shinjo and Kato,)

ژرفای ذوب‌بخشی به کار برده شوند (Thirwall *et al.*, 1994). ذوب‌بخشی گارنت یا اسپینل‌پریدوتیت، غنی‌شدگی از LREE و نسبت بالای La/Yb مذاب را در پی دارد. با وجود این، درجه غنی‌شدگی از MREE نسبت به HREE به گارنت‌داربودن خاستگاه هنگام ذوب بستگی دارد؛ زیرا گارنت بیشتر ترجیح می‌دهد HREE را نسبت به MREE در خود نگه دارد. این ویژگی تغییرات بزرگی را در نسبت $MREE/HREE$ مذاب‌هایی به دنبال دارد که ذوب‌بخشی آنها در محدوده گارنت‌پریدوتیت و نه در محدوده اسپینل‌پریدوتیت روی می‌دهد. برپایه شکل ۱۱ ذوب‌بخشی در محدوده اسپینل‌پریدوتیت تغییراتی در نسبت Dy/Yb بازالت‌های منطقه پدید نمی‌آورد.

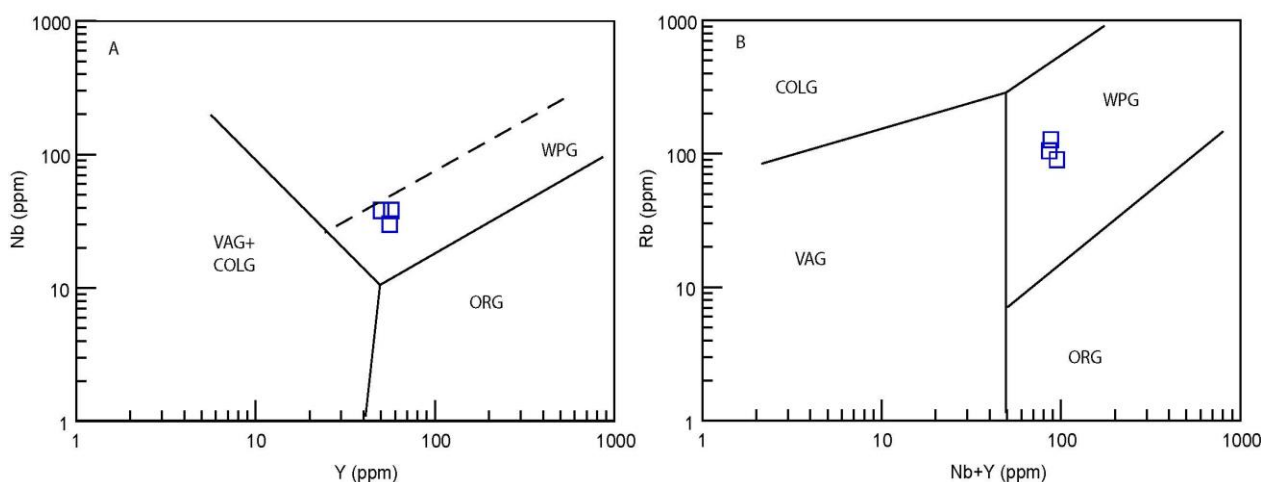


شکل ۱۰- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌ها) کربونفر شمال‌باختری موند در نمودار نسبت Zr/Y در برابر Nb/Y (Condie, 2005)

با وجود این، ذوب‌بخشی در محدوده گارنت‌لرزولیت نیز تغییرات دیده‌شده در نسبت‌های Dy/Yb بازالت‌ها را به دنبال دارد؛ زیرا کمترین نسبت Dy/Yb در نمونه‌ها به درجات ذوب‌بخشی بالایی از خاستگاه گارنت‌لرزولیت نیاز

نمودارهای تشخیص زمین‌ساختی پیشنهادی
Pearce (۱۹۹۶)، در محدوده پیشنهادی برای
گرانیتوئیدهای درون‌صفحه‌ای جای گرفته‌اند
(شکل ۱۲).

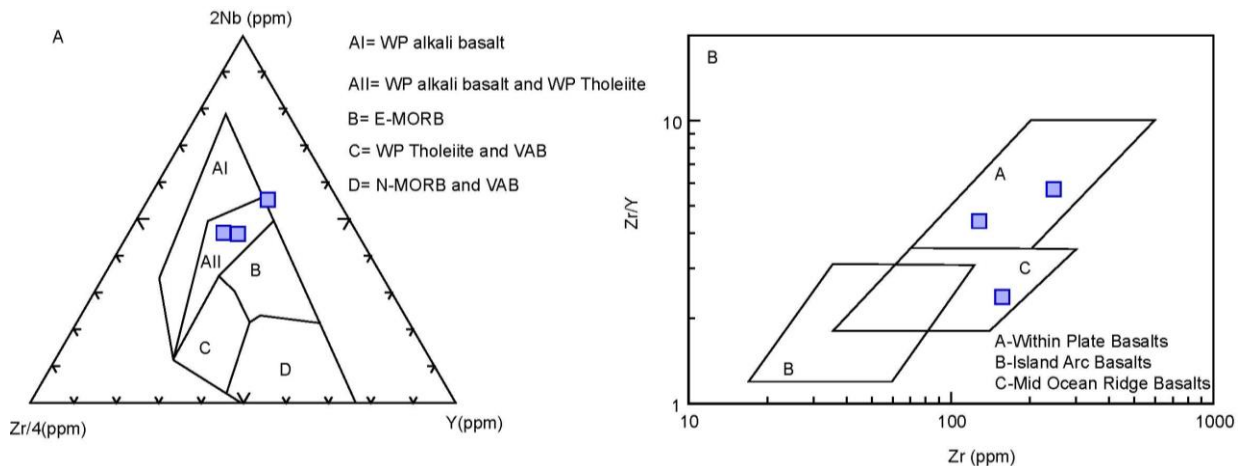
(۲۰۰۰)، در جایگاه پس از کوهزایی (Fan *et al.*)
یا محیط کافت قاره‌ای (Chen *et al.*) (۲۰۰۱)
رخ می‌دهد. سنگ‌های فلسیک
بررسی شده مقدار Nb و Y بالایی دارند و در



شکل ۱۲- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی (ریولیت‌ها) کربونیفر شمال‌باختری موند در نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی (Pearce, 1996)

مجموعه این ویژگی‌ها به همراه الگوهای مشابه
بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی (OIB) نشان
می‌دهند ولکانیسم در منطقه شمال‌باختری موند در
زمان کربنیفر شاید از نوع کافت قاره‌ای و
غیرکوهزایی بوده است. برپایه بررسی‌های Saccani
و همکاران (۲۰۱۳) و Shafaii Moghadam و
همکاران (۲۰۱۵)، که ماگماتیسم مرتبط با
کافت‌زایی در زمان کربنیفر (مانند: توده‌های آذرین
درونی میشو و قوشچی) را در منطقه شمال‌باختری
ایران (شکل ۱) گزارش کرده‌اند، به نظر می‌رسد
سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده هم‌ارز
بیرونی توده‌های آذرین درونی قوشچی و میشو
هستند. از این‌رو، در زمان کربونیفر، در منطقه
شمال‌باختری ایران، رویداد ولکانیسم و پلوتونیسم
مرتبط با کشش و کافت‌زایی مقدمه پیدایش
اقیانوس نئوتتیس بوده است.

بازالت‌های بررسی شده سرشت آلكالن دارند و
در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با گوشته
اولیه، آنومالی مشخص Nb-Ta نشان نمی‌دهند.
این ویژگی متفاوت از بازالت‌های محیط
پشت‌کمان است که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی
مشابه با هر دو مورب و کمان را دارند (Saunders
and Tarney, 1984). همچنین، از بازالت‌های پس
از کوهزایی (که با آنومالی منفی مشخص از Nb-
Ta شناخته می‌شوند و معمولاً از گوشته
سنگ‌کره‌ای متاسوماتیز شده پدید آمده‌اند) متفاوت
هستند. در بازالت‌های بررسی شده نسبت Zr/Y
بالاست و در نمودار پیشنهادی Pearce و Norry
(۱۹۹۹)، در محدوده بازالت‌های درون‌صفحه‌ای در
جایگاه کافت قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۳).
این ویژگی با سرشت آلكالن این سنگ‌ها نیز
همخوانی دارد (Pearce and Cann, 1973).



شکل ۱۳- ترکیب سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌ها) کربونیفر شمال‌باختری مرنند در نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی (Pearce and Norry, 1973; Meschede, 1986)

برداشت

سنگ‌ها از LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، از Nb و Ta غنی‌شدگی دارند و با آنومالی منفی K و Rb نسبت به La، Ta و Ba شناخته می‌شوند. این ویژگی‌ها همانند ویژگی‌های بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی هستند. با توجه به روندهای متفاوت عنصرهای کمیاب و دوگانه‌بودن سرشت سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده و نبود سنگ‌های با ترکیب حد واسطه، بازالت‌ها و ریولیت‌ها خاستگاه متفاوتی دارند. به نظر می‌رسد سنگ‌های ریولیتی از ذوب آبگیری توانایی یا گرانودیوریت با بجامانده سرشار از پلاژیوکلاز در دماهای بالا پدید آمده‌اند. همانندی ویژگی‌های عنصرهای کمیاب در بازالت‌ها به ترکیب OIB و مقادیر ΔNb بالا نشان‌دهنده دخالت خاستگاه سست‌کره‌ای در پیدایش این سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته سست‌کره‌ای گارنت- اسپینل لرزولیتی پدید آمده‌اند که در هنگام بالآمدن دچار جدایش بلورین شده‌اند. فعالیت ماگمایی در منطقه با زمین‌ساخت کششی و کافت‌زایی قاره‌ای همراه بوده است. با بالآمدگی گوشته، کشش در سنگ‌کره قاره‌ای رخ داده است و

توالی آتشفشانی رسوبی منطقه بررسی شده به سن کربنیفر دربرگیرنده تناوب ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک، شیل، کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی و بازیک است. این توالی زیر توالی‌های رسوبی پرمین (سازند درود) و روی سنگ‌های رسوبی سازند جیروود به سن دونین بالایی- کربنیفر زیرین ته‌نشست یافته است. ماگماتیسم در این توالی سرشت دوگانه دارد و دربردارنده سنگ‌های بازالتی و ریولیتی و نهشته‌های آذرآواری معادل است. ریولیت‌ها تمرکز بالایی از عنصرهای Nb, Zr, Ga و Y و مقادیر TiO_2/MgO و Ga/Al , Fe/Mg , Na_2O+K_2O دارند که از ویژگی‌های ماگماهای فلسیک درون صفحه‌ای و سنگ‌های فلسیک نوع A به‌شمار می‌رود. ریولیت‌های بررسی شده با الگوی غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و آنومالی منفی Eu شناخته می‌شوند. سنگ‌های بازالتی نفلین‌نرماتیو دارند و سرشت جدایش‌یافته نشان می‌دهند. این سنگ‌ها Na_2O+K_2O بالا و نسبت K_2O/Na_2O پایین دارند و سدیک هستند. بازالت‌ها از عنصرهای HFSE غنی هستند و مقدار Zr, Nb و Y بالایی دارند. این

مذاب بازالتی دید آمده است. ماگمای بازالتی با نفوذ به زیر پوسته و فراهم کردن گرما و سیال‌ها، شرایط ذوب پوسته را فراهم کرده است که نمود آن فوران ریولیت‌های نوع A در منطقه است.

منابع

- Abdolahi, M. R. and Hosseini, M. (1996) Geological map of Julfa (scale 1:100000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Chen, W. T., Sun, W. H., Zhou, M. F. and Wang, W. (2017) Ca. 1050 Ma intra-continental rift-related A-type felsic rocks in the southwestern Yangtze Block, South China. *Precambrian Research* 309: 22-44. DOI:10.1016/j.precamres.2017.02.011
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R. (1986) Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71: 317-324.
- Condie, K. C. (2005) TTGs and adakites: Are they both slab melts? *Lithos* 80: 33-44. DOI:10.1016/j.lithos.2003.11.001
- Cox, K. G. (1989) The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature* 342: 873-877. DOI: 10.1038/342873a0
- Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J. (1991) A-type granites revisited: assessment of residual-source model. *Geology* 19: 163-166. DOI: 10.1130/0091-7613(1991)019<0163:ATGRAO>2.3
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications: *Geology* 20: 641-644. DOI: 10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2
- Fan, W. M., Guo, F., Wang, Y. J., Lin, G. and Zhang, M. (2001) Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu Orogenic Belt in Eastern China. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26(9-10): 133-146. DOI: 10.1016/S1464-1895(01)00123-5
- Fisk, R. S. and Matsuda, T. (1964) Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *American Journal of Science* 262: 76-106. DOI:10.2475/ajs.262.1.76
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S. and Taylor, R. N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters* 153: 197-208. DOI: 10.1016/S0012-821X(97)00170-2
- Frost, C. D. and Frost, B. R. (2011) On Ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52: 39-53. DOI:10.1093/petrology/egq070
- Hanson, G. N. (1980) Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8: 371-406. DOI:10.1146/annurev.ea.08.050180.002103
- Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T. and Rogers, N. (1995) Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research* 100: 10271-10286. DOI: 10.1029/94JB02508
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33-45. DOI: 10.1016/0012-821X(86)90038-5
- Jackson, M. C. (1992) A review of the Late Archaean volcano-sedimentary Dominion Group and implications for the tectonic setting of the Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 15: 169-186. DOI: 10.1016/0899-5362(92)90067-M
- Jenner, G. A. (1996) Trace element geochemistry of igneous rocks: Geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration* (Ed. Wyman, D. A.) Short Course Notes 12: 51-77. Geological Association of

- Canada.
- Jiang, Y. H., Ling, H. F., Jiang, S. Y., Fan, H. H., Shen, W. Z., Ni, P. (2005) Petrogenesis of a Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, southeast China. *Journal of Petrology* 46: 1121–1154. DOI: 10.1093/petrology/egi012
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, C. M., White, A. J. R. (2001) Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 501–514. DOI: 10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x
- Kushiro, I. (1996) Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. In: *Earth Processes: Reading the Isotopic Code* (Eds. Basu, A. and Hart, S. R.) 95: 109-122. *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union. DOI: 10.1029/GM095p0109
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218. DOI: 10.1016/0009-2541(86)90004-5
- Oskuie, A. and Hajjalilu, B. (1995) Geological map of Qara ziaaddin (scale 1:100000). *Geology Survey of Iran, Tehran, Iran* (in Persian).
- Patiño Douce, A. E. P. (1997) Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25: 743-746. DOI: 10.1130/0091-7613
- Patiño Douce, A. E. P. and Beard, J. S. (1996) Effects of P, f (O₂), and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology* 37: 999-1024. DOI: 10.1093/petrology/37.5.999
- Patiño Douce, A. E. P. and Beard, J. S. (1995) Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36: 707-738. DOI: 10.1016/j.precamres.2014.07.004
- Pearce, J. A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19: 120-125. DOI: 10.18814/epiiugs/1996/v19i4/005
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300. DOI: 10.1016/0012-821X(73)90129-5
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47. DOI: 10.1007/BF00375192
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the Continental Crust. In *The Crust, Treatise on Geochemistry* (Ed. Rudnick, R. L.) 3: 1-64. Elsevier-Pergamon, Oxford. DOI: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A. (2013) Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran) and implications for the melt evolution of Paleotethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos* 162-163: 264-278. DOI:10.1016/j.lithos.2013.01.008
- Sadeghi, M., Rashidi, K. and Shabanian, R. (2015) Introduction of Permian Calcareous Algae Dasycladacean and Gymnocodiacean Family in Pir-Eshagh Section, South of Jolfa; Reporting *Tabasoporella* from Northwest of Iran. *Quaternary Geosciences* 24(95): 55-66. DOI: 10.22071/gsj.2015.42259
- Saunders, A. D. and Tarney, J. (1984) Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. *Geological Society, London, Special Publications* 16: 59-76. DOI: 10.1144/GSL
- Shafaii Moghadam, H., Li, H. X., Ling, X., Stern, R., Santos, J. F., Meinhold, G., Ghorbani, G. and Shahabi, S. (2015) Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos* 212-215: 266-279.

- DOI: 10.1016/j.lithos.2014.11.009
- Sharma, M. (1997) Siberian traps. In: Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism (Eds. Mahoney, J. J. and Coffin, M. F.) 100: 273–296. American Geophysical Union. DOI: 10.1029/GM100p0273
- Shaw, J. E., Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirwall, M. F. and Ibrahim, K. (2003) Petrogenesis of largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension. *Journal of Petrology* 44: 1657-1679. DOI: 10.1093/petrology/egg052
- Shinjo, R. and Kato, Y. (2000) Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos* 54: 117-137. DOI: 10.1016/S0024-4937(00)00034-7
- Stepanov, L. D., Golshani, F. and Stöcklin, J. (1969) Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. *Geology Survey of Iran, Tehran, Report No.12*, p. 72 and XV plate.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229-1258. DOI: 10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society of London. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The Continental Crust; Its Composition and Evolution*. Blackwell, London, UK. DOI: 10.1002/gj.3350210116
- Thirwall F. M., Upton B. J. and Jenkins C. (1994) Interaction between continental lithosphere and Iceland plume -Sm -Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland. *Journal of Petrology* 35: 839 -879. DOI:10.1093/petrology/35.3.839
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Chung, S. L., Wilde, S. A., Chu, M. F. (2006) A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence. *Lithos* 89: 89–106. DOI: 10.1016/j.lithos.2005.10.002
- Wang Q., Wyman, D. A., Li, Z. X., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Wang, Y. X., Jian, P., Yang, Y. H. and Chen, L. L. (2010) Petrology, geochronology and geochemistry of ca. 780 Ma A-type granites in South China: petrogenesis and implications for crustal growth during the breakup of the supercontinent Rodinia. *Precambrian Research* 178: 185-208. DOI: 10.1016/j.precamres.2010.02.004
- Wedepohl, K. H. and Baumann, A. (1999) Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 136: 225-239. DOI: 10.1007/s004100050534
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, UK. 10.1017/S0016756800006658
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappel, B. W. (1987) A-type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419. DOI: 10.1007/BF00402202
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-342. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2